

*Sedimentation pelagique et encroûtements cryptalgaires:
les calcaires grumeleux du Carixien portugais **

S. ELMI **
R. B. ROCHA ***
R. MOUTERDE ****

* Trabalho realizado no âmbito do «Programme de Recherche Conjoint CNRS/INIC/JNICT» intitulado «Relations entre cadre stratigraphique, évolution séquentielle et paleotectonique du Lias portugais».

** Université Claude Bernard, Lyon I et Centre de Paléontologie Stratigraphique et Paléoécologie, UA 11 associée au CNRS; 27-43 Bd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex (France).

*** Centro de Estratigrafia e Paleobiologia da Universidade Nova de Lisboa (INIC), Quinta da Torre, 2825 Monte de Caparica (Portugal).

**** Facultés Catholiques de Lyon et Centre de Paléontologie Stratigraphique et Paléoécologie, UA 11 associée au CNRS; 25 rue du Plar, 69288 Lyon Cédex 02 (France).

Ciências da Terra (UNL)	Lisboa	N.º 9	pp. 69-90 fig. 1-5, 4 pl.	1988
-------------------------	--------	-------	------------------------------	------

RESUMO

Palavras-chave: Fácies «grumosas» — Estruturas criptalgares — Paleoambiente — Marcador geodinâmico — Carixiano — Portugal.

Em Portugal o Carixiano é formado geralmente por alternâncias margo-calcárias, caracterizadas por níveis ricos de nódulos e de «grumos». Estas bancadas desenvolvem-se preferencialmente em zonas de passagem a uma bacia de sedimentação, e mais particularmente na encosta de blocos basculados, situados entre a Meseta e o «horst» resistente da Berlenga. Este tipo de fácies entra no âmbito dos «calcários nodulosos» e do «ammonitico-rosso».

Os calcários são micrites de radiolários e fragmentos de organismos pelágicos (ammonóides, gasterópodes com concha fina). As bancadas podem estar muito intensamente afectadas pela bioturbação (Brenha), a qual pode provocar um verdadeiro desmantelamento, sobretudo quando a espessura inicial não ultrapassa senão alguns centímetros. Este processo pode levar ao isolamento de «grumos» (ou nódulos) residuais (Brenha, São Pedro de Muel, Peniche), os quais podem ser mobilizados por escorregamentos em massa (Peniche). Os elementos isolados, fragmentos de conchas ou «grumos» residuais, podem também ser encrostados e adquirir uma estrutura de oncólitos criptalgares. Na Brenha o desenvolvimento da estrutura «grumosa» faz-se de maneira progressiva, constituindo assim uma verdadeira sequência que vem sobrepor-se à sequência sedimentar normal (bancos calcários espessos, alternância, xistos betuminosos).

As estruturas criptalgares correspondem a condições de meio relativamente instáveis que se situam em margens móveis. Elas existem em sedimentos pelágicos relativamente profundos que aparecem em momentos bem precisos da evolução geodinâmica («rifting» inicial). Na direcção da bacia de sedimentação as acreções criptalgares desaparecem e os níveis de «grumos» vão escasseando.

Nas zonas de articulação com a plataforma de Tomar desenvolvem-se montículos e cúpulas (Alcabideque) no seio das alternâncias margo-calcárias. Trata-se dos chamados «mud mounds», de dimensões métricas, cuja parte superior endurecida apresenta vestígios de pistas e serve de suporte a alguns braquiópodes e pectinídeos.

As fácies «grumosas» de Portugal inscrevem-se, assim, no âmbito de meios sedimentares aos quais pode atribuir-se um valor de «marcador geodinâmico».

RÉSUMÉ

Mots-clés: Faciès grumeleux — Structures cryptalgaires — Paléoenvironnement — Marqueur géodynamique — Carixien — Portugal.

Au Portugal, le Carixien se présente généralement comme des alternances marnes-calcaires caractérisées par des niveaux riches en nodules et en grumeaux. Ces couches grumeleuses se développent préférentiellement dans des zones de passage au bassin, en particulier sur la pente escarpée de blocs basculés situés entre la Meseta et l'alignement résistant axé sur la Berlenga. Ce type de faciès entre dans le cortège des «calcaires noduleux» et des «ammonitico-rosso».

Les calcaires sont des micrites à radiolaires et à débris d'organismes pélagiques (ammonioïdes, gastropodes à test mince). Les bancs peuvent être très intensément affectés par la bioturbation (Brenha) qui peut provoquer un véritable démantèlement, surtout quand l'épaisseur initiale ne dépasse guère quelques centimètres. Ce processus peut aboutir à l'isolement de

grumeaux (ou nodules) résiduels (Brenha, São Pedro de Muel, Peniche) qui peuvent être mobilisés par des glissements en masse (Peniche). Les éléments isolés, débris coquilliers ou grumeaux résiduels, peuvent aussi être encroûtés et prendre une structure d'oncolithes cryptalgaires. A Brenha, le développement de la structure grumeleuse se fait de façon progressive, constituant ainsi une véritable séquence qui vient se superposer à la séquence sédimentaire normale, bancs calcaires épais, alternance, schistes bitumineux.

Les structures cryptalgaires correspondent à des conditions de milieux relativement instables situés sur des marges mobiles. Elles existent dans des sédiments pélagiques relativement profonds qui apparaissent à des moments bien précis de l'évolution géodynamique (fin du «rifting» initial). Vers le bassin, les accrétions cryptalgaires disparaissent et les niveaux grumeleux se réduisent.

Les zones d'articulation avec la plate-forme de Tomar voient se développer des monticules et des coupes (Alcabideque) au sein des alternances. Ce sont des «mud mounds» de dimension métrique, dont le sommet induré porte la trace de pistes et sert de support à quelques brachiopodes et pectinidés.

Les faciès grumeleux du Portugal s'inscrivent ainsi dans un cortège de milieux sédimentaires auquel on peut accorder une valeur de «marqueur géodynamique».

ABSTRACT

Key-words: Lumpy facies — Cryptalgal structures — Paleoenvironment — Geodynamic tracer — Carixian — Portugal.

In Portugal, Carixian is generally represented by alternative layers of marly limestones characterized by nodule and lumpy levels. These layers are particularly developed [show preferential development] on passage areas to a sedimentary basin, particularly along the slope of tilted blocks between the Meseta and Berlenga's horst. This facies is included in the range of the «nodular limestones» and of the «ammonitico-rosso».

Limestones are radiolaria micrites with fragments of pelagic organisms (ammonoids, thin shelled gastropods). These layers can be affected by intensive bioturbation (Brenha) which is responsible for dismantlement, specially where the initial thickness does not exceed a few centimetres. This process can lead to the isolation of residual nodules (Brenha, São Pedro de Muel, Peniche) which can be mobilised by massive sliding (Peniche). The isolated elements, shell fragments or residual nodules, can also be incrustated, thus developing oncolitic cryptalgal structures. At Brenha the lump structure developed progressively into a sequence overlapping the normal sedimentary one (thick limestone beds alternating with bituminous shales).

Cryptalgal structures correspond to rather unstable environment conditions on mobile margins. These structures are known in deep pelagic sediments corresponding to well defined events of the geodynamic evolution (end of the initial rifting). Cryptalgal accretions disappear towards the sedimentary basin, and the nodular levels are less important.

In the articulation areas with the Tomar platform, small mounds and cupules (Alcabideque) developed within the alternating marly-limestone levels. They represent the so called «mud mounds» of metric dimensions. The upper part of these «mud mounds» is hardened, showing track remains and supporting some brachiopods and pectinids.

Hence the lumpy facies of Portugal is included among the range of sedimentary environments and can be used as «geodynamic tracer».

Les faciès grumeleux et noduleux du Jurassique ont souvent attiré l'attention à cause de leur aspect inhabituel, de leur richesse en fossiles et de leur répartition qui semble être liée à des moments précis de l'histoire des bassins sédimentaires. Appartenant au cortège général des « ammonitico-rosso » (ELMI et AMEUR, 1987), les calcaires grumeleux sont classiquement connus dans les bassins périphériques de l'orogène alpin. C'est le cas de l'Oxfordien, du Kimméridgien et du Tithonique du Sud Est de la France. Ils existent aussi dans le Carixien portugais et nous avons déjà établi le rôle de la bioturbation dans leur genèse (DOMMERGUES *et al.*, 1980, 1981). Ces assises carixiennes contiennent parfois d'abondantes faunes d'ammonites qui ont la particularité d'être de petite taille et cette relation n'est probablement pas fortuite comme le laissent supposer les études menées dans l'Apennin italien et dans l'avant-pays tello rifain (ALMÉRAS et ELMI, 1984; ELMI et AMEUR, 1987).

La découverte récente de tels faciès dans le Jurassique traversé par les sondages IPOD et DSP de l'Atlantique (JANSA et WADE, 1975; JANSA *et al.*, 1984; WINTERER *et al.*, 1984; DROMART, 1986) a provoqué un renouveau d'intérêt pour leur étude; en particulier, des niveaux grumeleux rencontrés au large du Maroc (escarpement de Mazagan, leg 79, site 547; DROMART et ELMI, 1986) ont été rapportés au Lias moyen et présentent ainsi une grande affinité avec les couches contemporaines du Portugal. Nous venons aussi de démontrer que ces faciès étaient souvent associés à des constructions cryptalgaires semblables à celles connues dans l'Ammonitico-Rosso veronese (STURANI, 1971; MASSARI, 1979, 1981, 1983) et, parfois, à des accrétiens de coupes boueuses (mud mounds).

Le présent travail se propose d'établir une analyse détaillée des textures grumeleuses du Carixien portugais en les replaçant dans l'évolution d'un domaine dont la morphologie commence à être connue (MOUTERDE et RUGET, 1975; MOUTERDE *et al.*, 1979; ROCHA in ANTUNES *et al.*, 1979; GUÉRY, 1985, GUÉRY *et al.*, 1986) dans un cadre biostratigraphique et paléontologique précis (MOUTERDE *et al.*, 1983). Il s'agit d'un ensemble de bassins suspendus, basculés en bordure de l'Atlantique dont ils sont séparés par le horst de la Berlenga. Cette disposition montre une grande similitude avec celle de l'escarpement de Mazagan (WINTERER *et al.*, 1984). Le principal domaine subsident

semble s'aligner approximativement selon un axe SW-NE et longe, au Nord, le tracé de l'actuel accident de Nazaré (fig. 1).

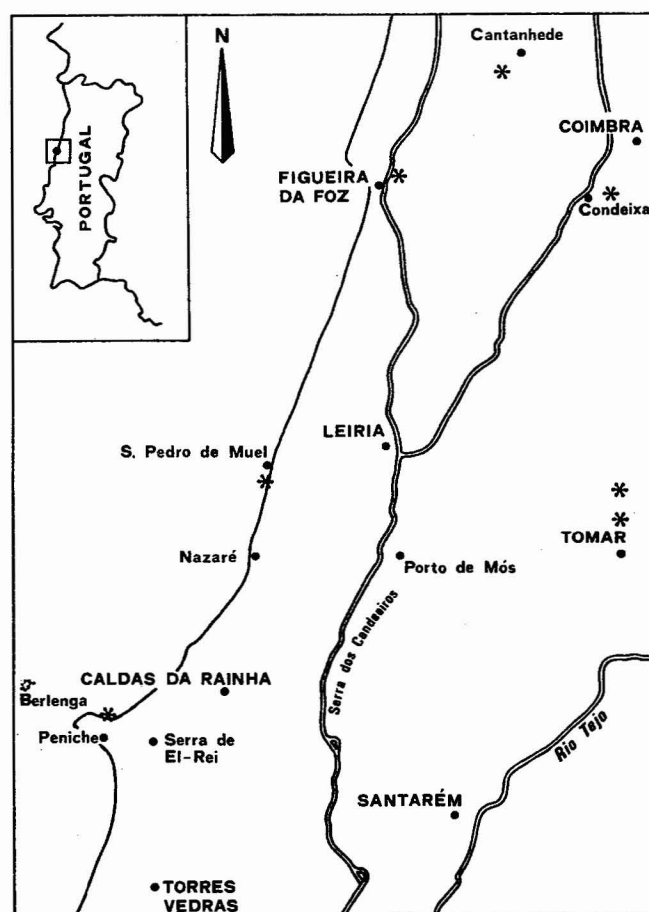


Fig. 1 — Carte d'emplacement des gisements cités dans le texte

Après l'enfoncement progressif de la plate-forme carbonatée à la fin du Sinémurien (Lotharingien), le domaine situé entre Peniche et Figueira da Foz s'ouvre largement aux influences pélagiques au cours du Carixien. Les conditions de sédimentation s'uniformisent sur la zone centrale et occidentale où se généralisent des alternances marnes-calcaires dont l'épaisseur varie de 10 à 70 m. En leur sein, des assises grumeleuses s'intercalent à plusieurs niveaux. Vers l'Est, les

épaisseurs diminuent notablement (entre 10 et 25 m entre Porto de Mós et Tomar) alors que les faciès carbonatés, limités au Lotharingien dans les secteurs occidentaux et septentrionaux, persistent jusque dans le Carixien moyen (zone à Ibex).

Avant de passer à la description, il convient de bien définir ce que nous désignons sous le nom de «grumeaux». Ce sont des éléments calcaires, sphériques, ovoïdes ou oblongs de dimensions millimétriques à centimétriques, inclus soit dans les bancs, soit dans les marnes. Souvent, ils se dégagent aisément du reste de la roche (contacts nets) mais parfois ils restent solidaires et ornent la surface supérieure des bancs qui devient très mamelonnée («surface sculptée»). Pour éviter les confusions, nous emploierons ici les mots «nodules» et «structures noduleuses» pour les figures développées à l'échelle des bancs et non dans leur masse. Les processus de différenciation seront appelés, globalement, «nodularisation». Ces phénomènes se développent surtout dans la partie médiane du Carixien, avec un maximum au milieu de la zone à Ibex. Ils peuvent commencer dès la zone à Jamesoni; par contre, ils sont rares dans la zone à Davoei.

A — L'EXEMPLE DE BRENHA

La localité se situe dans le secteur septentrional où les épaisseurs sont fortes (50 m) et où les faciès hémipélagiques envahissent le Carixien sans qu'il y ait d'influence néritique ou d'intercalation bioclastique.

1 — La succession (fig. 2; pl. 1, fig. 1-2). La coupe a été décrite avec précision par R. MOUTERDE *et al.* (1980, 1981) puis par J. L. DOMMERGUES (1984). La numérotation utilisée sur la figure 2 reprend, en la complétant vers le bas, celle de ce dernier auteur (talus oriental de la route). Les principaux ensembles biostratigraphiques sont les suivants:

- la limite Sinémurien-Carixien est marquée par un niveau à petites gryphées et à *Rhynchonella gr. ranina* qui affleure mal à Brenha mais qui est mieux connu à Quiaios, situé 3 km à l'Ouest;

- la zone à Jamesoni se termine au niveau du banc P128;

- la zone à Ibex correspond au reste de la coupe étudiée ici en détail [sous-zone à Renzi; horizons à Dayiceroides (P129-148?), à Renzi (149?-154)]; au-dessus, les affleurements (talus de route) se sont dégradés depuis la description qu'en a donnée J. Dommergues: de 155 à 159: horizons à Polymorphoides et à Amaltheiforme (mal caractérisés); de 160 à 167a: ensemble des horizons à Beirense et à Lepidum et base de la sous-zone à Luridum (horizon à Rotundum) (données biostratigraphiques d'après MOUTERDE *et al.*, 1980; DOMMERGUES, 1984; PHELPS, 1985).

Dans l'alternance marnes-calcaires, ces derniers se présentent en bancs plus ou moins réguliers, généralement minces sauf près de la base où ils sont aussi plus nombreux. La série observable commence par des marnes bleues suivies d'une alternance calcaires-marnes, équilibrée (niveaux décimétriques) (non représentés sur la figure 2) puis de bancs compacts calcaires (0,85-0,90 m; n° P220). Au-dessus, l'alternance devient plus marneuse; les bancs calcaires sont minces et irrégulièrement espacés.

Les calcaires, de teinte beige ou gris-clair, mouchetés de gris-foncé, sont des micrites (mudstones) argileuses, à rares

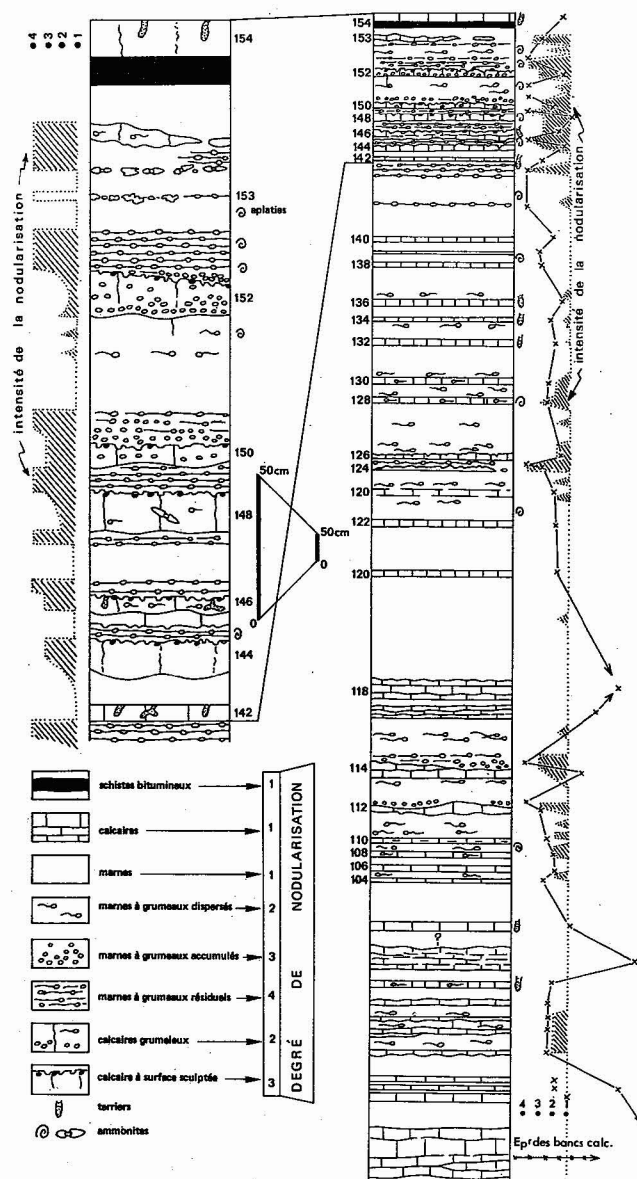


Fig. 2 — Coupe du Carixien de Brenha (partie inférieure et moyenne). Essai d'évaluation de la densité de la nodularisation

spicules de spongiaires (n° P220, 221) avec, parfois, des sections de bivalves et des fragments d'échinodermes (n° P154). Le faciès varie dans le détail en fonction de l'abondance des spicules, de la fréquence des traces dues à la bioturbation et, bien sûr, de l'existence et de la nature des grumeaux. On y note aussi localement des radiolaires partiellement calcifiés.

Quelques grumeaux parsèment les assises dès le début de la sous-zone à Jamesoni. Au-dessus, quatre principaux «épisodes grumeleux» peuvent être délimités; ils se développent dans les parties où l'alternance est plus resserrée et où les bancs calcaires sont donc relativement plus nombreux.

Dans la partie inférieure (104 à 116; sous-zone à Jamesoni), les grumeaux sont rares et dispersés dans les calcaires et, plus exceptionnellement, dans les marnes. Le deuxième épisode (123 à 136; fin de la zone à Jamesoni et début de celle à Ibex; le maximum se situe dans les niveaux à «Dayiceroides primitifs») contient des grumeaux en plus grande quantité et variété: grumeaux dispersés — pouvant être revêtus — ou accumulés quand les niveaux calcaires sont irréguliers; les surfaces sculptées deviennent fréquentes. Le troisième épisode (141 à 153; partie supérieure de l'horizon

zon à Dayiceroides et horizon à Renzi) est le plus net; la différenciation s'accroît au cours du temps et précède les premières passées de schistes bitumineux qui sont dépourvus de grumeaux. Le dernier épisode (159-167) se place au passage sous-zone à Valdani — sous-zone à Luridum (intervalle compris entre le début de l'horizon à Beirense et la fin de celui à Rotundum). La nodularisation y est toujours intense.

2 — La nature des grumeaux. Les faciès grumeleux présentent des aspects variés que nous décrivons en utilisant aussi les observations faites dans les autres coupes.

2.1 — *Bancs calcaires décimétriques*. Les grumeaux peuvent être dispersés (n° 128, partie inférieure de 152; Peniche, n° 36-39, horizon à Beirense) dans une micrite à spicules, terriers et filaments. Ils constituent des intraclastes riches en spicules. Ils peuvent aussi être concentrés (partie supérieure de 152).

La matrice, bien que variable dans le détail, est une micrite plus ou moins riche en spicules, radiolaires, ostracodes, débris de bivalves et en *Chondrites* et autres indications de bioturbation.

Les calcaires riches en grumeaux (152, 153 par exemple) sont soit des intramicrites à bioclastes soit des intrabiomicrites (pl. 1, fig. 3). Les grumeaux se présentent comme des intraclastes dont les dimensions varient de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Ils peuvent aussi être représentés par des lithoclastes affectés par des perforations indépendantes des bioturbations observées dans la matrice (pl. 4, fig. 2). Leurs contours, généralement nets, deviennent irréguliers et mamelonnés lorsqu'ils ont subi l'action des organismes perforants et limnivores. Ils contiennent une grande quantité de spicules de spongiaires, parfois encore en connection. Ainsi, on peut considérer que la majeure partie des grumeaux correspond à des fragments de roche déjà indurée, plus ou moins remaniée. On peut les rapporter aux *tubéroïdes d'éponges* définis par C. GAILLARD (1983, pp. 146-147, fig. 66, pl. 16, fig. 7), qui considère qu'ils résultent de la désagrégation de ces organismes. Enfin, il faut remarquer que les fragments subissent des phénomènes diagénétiques mécaniques (striction; pl. 1, fig. 3) et chimiques (pression-solution).

Les grumeaux sont très largement affectés par la bioturbation (terriers); on peut considérer qu'ils résultent du démantèlement de bancs minces dont les résidus (*grumeaux résiduels*) sont ensuite mobilisés par des courants et (ou) des coulées boueuses.

Mais la structure grumeleuse peut affecter une disposition plus complexe (Brenha n° 152, pl. 3, fig. 1-2; São Pedro de Muel, n° 184-185, horizon à Renzi, pl. 3, fig. 4): dans la masse, les grumeaux se présentent sous forme de fragments alignés, démantelés sur place à la suite de phases de lithification précoce; près de la surface, ils sont en désordre et plus ou moins basculés. Il s'agit probablement de l'indication d'un début de remaniement. Dans ces différents exemples les grumeaux peuvent être des grains revêtus (cortoides) à valeur d'oncolithes cryptalgaires.

2.2 — *Bancs centimétriques plus ou moins démantelés* (Brenha, n° 153 partie supérieure; Peniche n° 15, zone à Jamesoni, fig. 3; São Pedro de Muel, n° 300-304, horizon à Beirense). Les bancs présentent un dense réseau de bioturbation qui affecte leur deux faces. Lorsque l'intensité du phénomène s'accroît, le banc peut être complètement démantelé et il

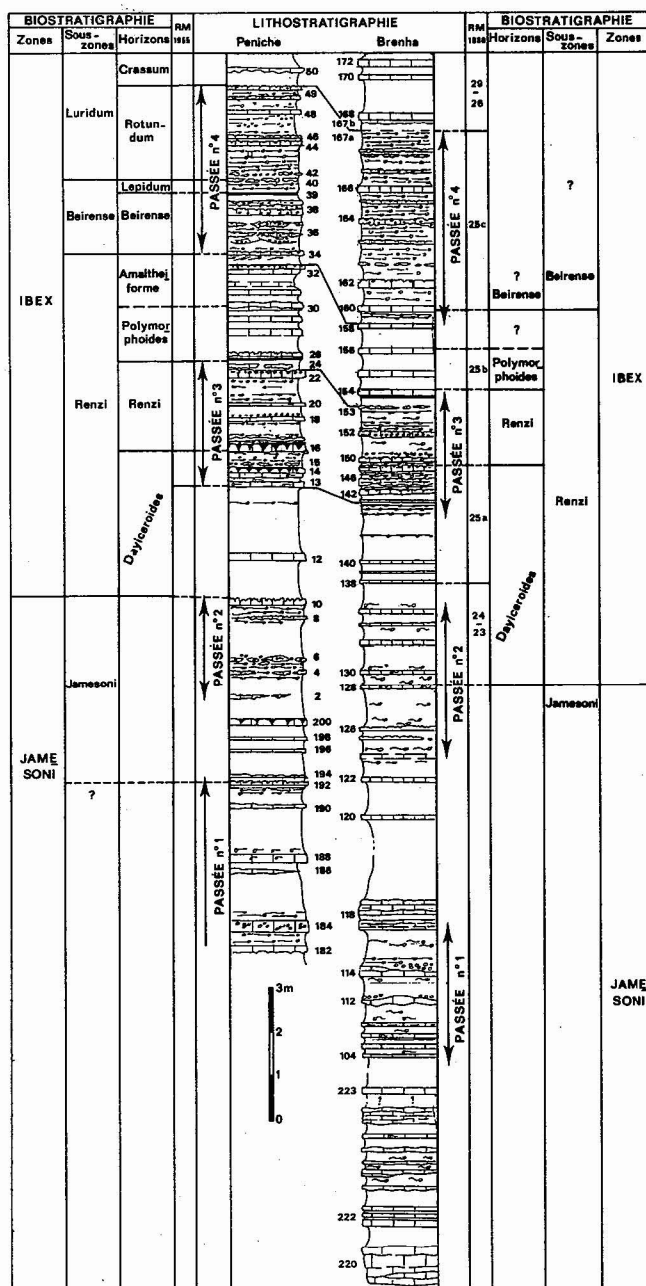


Fig. 3 — Comparaison des coupes du Carixien de Brenha et de Peniche. Les numérotations utilisées correspondent à celles de J. L. Dommergues (1984) et de M. Phelps (1981), complétées vers la base

n'est plus représenté que par des alignements de *grumeaux résiduels*. A la base du niveau 153 de Brenha, les alignements répétés doivent être interprétés comme les grumeaux d'une alternance centimétrique dont les niveaux calcaires ont été dissociés; ensuite, peuvent intervenir de légers déplacements: les *grumeaux remaniés* viennent alors combler les creux du fond (des phénomènes semblables sont bien exposés dans l'horizon à Beirense de Peniche, n° 38-39).

2.3 — *Marnes à grumeaux dispersés et accumulés*. Les grumeaux, de dimensions généralement centimétriques, représentent des éléments remaniés, probablement par des coulées boueuses (accumulation de grumeaux dans les creux); l'aspect désordonné de certains niveaux est probablement un effet de l'action des animaux fouisseurs. Fréquemment, des ammonites (spécimens de petites dimensions, nucléus dissociés) se retrouvent plus ou moins enrobés dans les grumeaux.

2.4 — *Marnes à grumeaux alignés*. Il peut s'agir, rarement, de grumeaux transportés. Le plus souvent, les alignements témoignent de la continuité initiale de bancs calcaires centimétriques avant leur dissociation qui est essentiellement le fait des organismes.

Ainsi, l'ensemble des observations permet d'établir une relation, au moins indirecte, entre intensité de la différenciation grumeleuse (*nodularisation*) d'une part et, d'autre part, la stratonomie alternante centimétrique ainsi que l'intensité de la bioturbation.

2.5 — *Structures intermédiaires*. Les bancs calcaires présentent souvent une surface sculptée, accidentée par des mamelons centimétriques, très découpés et séparés par des dépressions qui peuvent atteindre plus de 2 cm (exemples macroscopiques: Brenha n° 126; n° 152, pl. 3, fig. 1-3; Peniche n° 192, pl. 2, fig. 5; São Pedro de Muel n° 184-185, pl. 2, fig. 4 et pl. 3, fig. 3). Les irrégularités de la surface paraissent souvent être en relation avec la bioturbation mais la forte épaisseur évite le démantèlement complet. La comparaison du banc Brenha 152 et des niveaux superposés est significative: la bioturbation à l'emporte pièce ne découpe que les derniers centimètres et le banc reste homogène; au contraire, les alignements grumeleux développés au-dessus ont une épaisseur de 2 ou 3 cm.

La bioturbation joue donc un rôle important dans le développement des structures grumeleuses. Elle affecte toute la succession.

2.6 — *Structures cryptalgaires*. Certains échantillons permettent d'établir que les intraclastes à spongiaires sont assez souvent revêtus par des films micritiques de teinte différente.

A Brenha, les équivalents latéraux du banc 152 montrent une belle surface sculptée. En section polie (fig. 4; pl. 3,



Fig. 4 — Surface polie d'un banc de calcaire grumeleux de Brenha (équivalent du banc n° 152): 1 — tapis cryptalgairé stromatolitique demantelé par bioturbation; 2 — masse bioturbée; 3 — hemioncolite sur intramicrite à spicules; 4 — «banc» demantelé générateur d'intraclastes; 5 — oncolithes; 6 — *Chondrites* affectant le ciment aussi bien que le tapis cryptalgairé; 7 — structures cryptalgaires; 8 — partie bioturbée + fucoïdes; 9 — lamination; 10 — bioturbation; 11 — striction

fig. 1-2), on note une accumulation de tubéroïdes composites de teinte générale grise. La surface supérieure de certains d'entre eux porte un encroûtement beige. Par endroits, les encroûtements deviennent de plus en plus

abondants et s'anastomosent (texture framestone) de manière à donner des tapis tabulaires, massifs ou laminés.

Les tubéroïdes incomplètement revêtus correspondent à des *hemioncolithes cryptalgaires* (MASSARI, 1979; DROMART, 1986) passant à des *stromatolithes tabulaires*. On note aussi quelques oncolithes à nucléus plus ou moins individualisés.

Les encroûtements stromatolithiques appartiennent aux types SH (*stacked hemispheroids*) et LLH (*laterally linked hemispheroids*) définis par B. LOGAN *et al.* (1964). C. GAILLARD (1983, p. 133, fig. 57) a proposé une autre classification qui est particulièrement adaptée aux structures rencontrées dans le Carixien portugais. Les encroûtements se rapportent au type «laminé-columnaire» (LC) ou, plus souvent, au type «laminé-nuageux» (LN). Les laminations ne sont pas toujours exprimées (type *columnaire* souvent *nuageux*, CN) (pl. 3, fig. 3). Des corps massifs (M) dérivent probablement de l'effacement diagénétique des lamines.

Sur la surface polie de la pl. 3, fig. 2, on remarque aussi l'intensité de la bioturbation qui est à l'origine de la désagrégation du sédiment. Il en résultera des grumeaux résiduels (revêtus ou non) qui pourront être ensuite mobilisés par des coulées boueuses.

Un échantillon récolté dans la zone à Jamesoni de Peniche (banc 192, fig. 3; pl. 2, fig. 5) permet de bien observer la structure des oncolithes cryptalgaires. La surface polie (pl. 2, fig. 1) présente des structures semblables à celles observées dans le banc 152 de Brenha. En lame mince la nature cryptalgairé de certains grumeaux est bien préservée (pl. 4, fig. 3). Il s'agit d'une micrite à oncoïdes centimétriques, souvent contigus et jointifs. Le nucléus consiste en une micrite à spongiaires. De tels oncolithes correspondent à des tubéroïdes recouverts par des pellicules cryptalgaires bien discernables sur ce matériel. La cohésion de l'ensemble est assurée par une micrite beige. En surface polie (pl. 2, fig. 1), on remarque que les amas cryptalgaires sont plus ou moins dissociés dans une «matrice» fortement affectée par la bioturbation (*Chondrites* et autres terriers). Les structures sont très semblables à celles de Brenha (pl. 2, fig. 1).

La signification de ces encroûtements semble maintenant bien établie à la suite des travaux de F. MASSARI (1979, 1981) et de G. DROMART (1986) sur les ammonitico-rosso du Veronese (Bathonien-Callovien) et des calcaires grumeleux de l'Ardèche (Oxfordien-Kimméridgien). L'ensemble des caractères du faciès indique un milieu relativement profond, situé nettement au-dessous de la zone photique (absence de toute micritisation algale, entre autres) et dans un environnement pélagique dont le fond évolue rythmiquement vers un isolement (schistes bitumineux). Dans ces conditions, il faut admettre que ces encroûtements sont le résultat d'une activité chimioautotrophe de microorganismes (algues? bactéries; MONTY, 1977).

De telles conditions et de tels faciès semblent préférentiellement réunis lors des phases de fracturation des bordures de bassins suspendus évoluant en marge.

3 — La séquence sédimentaire normale (fig. 5A). Si l'on ne tient pas compte des structures grumeleuses, les dépôts s'organisent en une séquence élémentaire virtuelle dont les termes sont plus nombreux et plus tranchés dans la partie supérieure de la série étudiée (troisième et quatrième épisodes grumeleux). On a ainsi, de bas en haut:

- calcaire micritique, parfois tacheté, en banc décimétrique (0,10-0,20 m) (par exemple: Brenha 154);
- alternance rapprochée de marnes et de calcaires (0-0,30 m); par exemple: début du Carixien de Peniche);
- marnes (0,10-0,50 m);
- schistes bitumineux.

Cette évolution indique que le fond a tendance à s'inscrire dans un environnement isolé qui revient de plus en plus fréquemment vers le sommet (à partir de la limite supérieure de l'horizon à Renzi). Comme les conditions bathymétriques ne semblent guère changer (les spicules et les radiolaires augmentent dans les calcaires, ce qui pourrait indiquer une accélération du taux de sédimentation par augmentation de la productivité pélagique), le confinement du fond peut s'expliquer par un isolement périodique dans un bassin dont les eaux profondes ne se renouvellent plus. Ce mécanisme peut même s'accompagner d'un enfoncement d'ensemble résultant de saccades tectoniques accentuant la différenciation physiographique du fond. De toute façon, la tranche d'eau reste importante.

4 — La genèse des structures grumeleuses.

4.1 — *Évaluation de l'intensité de la nodularisation* (fig. 2). Le développement de la structure grumeleuse (degré de nodularisation) varie verticalement et horizontalement d'une façon d'autant plus importante que les facteurs impliqués sont nombreux (bioturbation, démantèlement, remaniement, encroûtement, striction et autres phénomènes de diagenèse).

L'ordre de nodularisation croissant sera, schématiquement, le suivant: surface sculptée, banc dissocié, nodules résiduels, nodules dispersés, nodules concentrés par coulée boueuse. Ces phénomènes se combinent et ils sont compliqués par les encroûtements cryptalgaires qui interviennent à tous les stades.

Il y a aussi un rapport direct entre la dislocation initiale du sédiment et l'épaisseur des niveaux calcaires. Ainsi, lorsque les bancs sont épais, leur surface sculptée indique que l'action de la bioturbation responsable n'intervient que sur une épaisseur de 2 à 4 cm. Il faut rapprocher cette donnée de ce que l'on observe dans les bancs minces qui sont disloqués quand leur épaisseur est de l'ordre de 3 cm et moins (cf. Peniche n° 14-15).

On peut donc conclure que la nodularisation:

- est freinée ou bloquée par la rapidité de l'envasement argileux ou par la prédominance des apports argileux sur la production pélagique;
- dépend du taux de sédimentation; elle est favorisée par les ralentissements et les arrêts qui permettent à la bioturbation et aux encroûtements de se développer;
- est en relation avec l'épaisseur des bancs calcaires et la stratonomie de l'alternance; elle est d'autant plus forte que l'alternance est plus serrée et que les calcaires sont plus minces.

4.2 — *Évaluation graphique*. La courbe des épaisseurs des bancs calcaires (fig. 2) confirme la bonne correspondance qui existe entre l'épaisseur et le degré de dissociation-nodularisation dans les épisodes supérieurs (de 141 à 167). Vers la base, les bancs sont parfois minces (de 90 à 98 par exemple) mais les marnes sont bien développées ce qui laisse supposer que le taux d'enfouissement était plus rapide que par la suite. Le démantèlement n'a pas eu le temps de se faire sur place. Cependant, l'existence de grumeaux dispersés prouve que la dissociation était active à proximité puisque ces

éléments ont valeur d'intraclastes remaniés. Enfin, la nodularisation est nulle quand la courbe des épaisseurs des bancs calcaires présente des maximums.

La courbe du degré de nodularisation sur place (fig. 2) a été établie de façon empirique en retenant quatre stades de développement:

- nodularisation nulle;
- nodularisation légère: grumeaux dispersés dans les marnes; biseaux latéraux des bancs; rares tubéroïdes dispersés dans les calcaires;
- nodularisation nette: accumulation de grumeaux dans les marnes; surfaces sculptées des bancs calcaires;
- nodularisation forte: marnes à grumeaux résiduels; pour les bancs calcaires: surfaces sculptées associées à de nombreux tubéroïdes.

La courbe confirme que l'intensité de la dissociation dépend de la stratonomie de l'alternance; elle augmente dans des segments stratonomiques décroissants où marnes et calcaires sont équilibrés. La présence de grumeaux dispersés dans les marnes (n° 129, 91 par exemple), est indépendante de l'épaisseur des niveaux; cela semble indiquer un transport des éléments. Ce dernier peut être faible et réalisé à la faveur de coulées boueuses dont le déclenchement ou le cheminement est fonction de l'irrégularité du fond.

Quand la courbe des épaisseurs et celle du degré de nodularisation sont rapprochées, on peut déduire qu'il y a une relation indirecte entre les deux paramètres.

4.2 — *Séquence grumeleuse* (fig. 5B et C). Les observations précédentes permettent d'établir un enchaînement vertical et horizontal des différentes structures de manière à former une séquence grumeleuse virtuelle dont le développement est parallèle à celui de la séquence normale (fig. 5A). De bas en haut:

- banc calcaire décimétrique à surface sculptée (0,10-0,20 m);
- marnes à grumeaux résiduels témoignant du démantèlement de bancs centimétriques; ces grumeaux forment des lits alignés et très rapprochés (0 à 0,50 m);

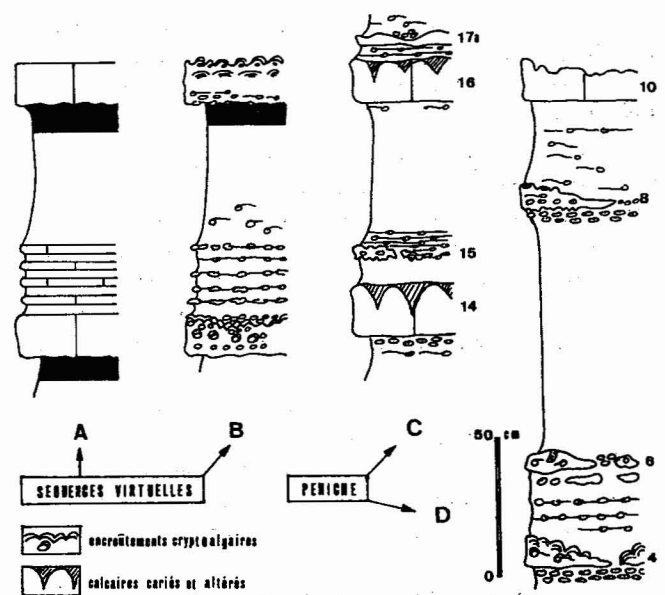


Fig. 5 — Séquences virtuelles et exemples significatifs des enchaînements verticaux dans le Carixien portugais. A — séquence virtuelle normale; B — séq. virt. grumeleuse; C-D — Phénomènes de nodularisation: exemples de Peniche. Pour les figurés vidé fig. 2

- c) marnes à grumeaux dispersés ou concentrés, en désordre (0 à 0,50 m);
- d) marnes sans grumeaux (0 à 0,90 m);
- e) schistes bitumineux (0 à 0,10 m).

A *Brenha*, l'ensemble 152-153 correspond bien à cette séquence virtuelle (pl. 1, fig. 1).

Si l'on compare séquence grumeleuse et séquence normale, on constate que l'évolution conduit à un confinement progressif du fond à la suite d'un isolement partiel du bassin ou de l'ombilic subsident. En effet, il faut comparer les données lithologiques et biologiques. Quand il y a confinement chimique (schistes bitumineux), la bioturbation disparaît et les ammonites deviennent très rares; les difficultés de communication n'affectent donc pas seulement les eaux profondes mais aussi des tranches plus superficielles. Il y a donc bien *isolement* au moins partiel du domaine considéré.

Les données biologiques permettent ainsi d'établir que le confinement commence dès le terme *b* (marnes à grumeaux résiduels) dans lequel des grumeaux sont souvent représentés par des ammonites complètes mais dont l'adulte ne dépasse pas quelques centimètres (MOUTERDE *et al.*, 1980; MOUTERDE *et al.*, 1983, pl. 9, fig. 4-8; DOMMERGUES, 1984). Ces formes sont atypiques non seulement par leur taille mais aussi par leurs caractères ornementaux (*Dayiceras*). Il semble s'agir d'une réponse des ammonoidés à une contrainte trophique d'un milieu qui est en voie d'isolement. On retrouve ici un processus connu lors du morcellement des bassins mobiles: ammonitico-rosso de Valdorbia (Toarcien de l'Apennin Central en Italie; ELMI, 1981; ALMÉRAS et ELMI, 1984), du Djebel Nador (Toarcien d'Algérie Occidentale; *ibid.*) et de certains secteurs des Traras (Algérie occidentale; BENHAMOU, 1983) ou des Beni Snassène (Maroc oriental; OUAHHABI, 1986). Des environnements semblables existent en d'autres secteurs de l'Apennin en particulier dans le Toarcien de Casa Canepine (FARINACCI *et al.*, 1981).

Par ailleurs, il faut remarquer que certains termes de la séquence grumeleuse peuvent passer latéralement les uns aux autres à l'exception des schistes bitumineux. Cet arrangement horizontal accompagne le *démantèlement progressif des bancs calcaires*.

Ce fait trouve une belle illustration dans la coupe de *Peniche* (n° 4-8 et 14-15; fig. 3,5). Le détail de la succession des séquences permet de compléter l'analyse faite à *Brenha*. On observe ainsi:

- a) banc calcaire non grumeleux, d'aspect carié (0,15-0,22 m); les irrégularités de la surface sont colmatées par des argiles brunâtres ou rousses; l'origine de ces structures est encore mal expliquée, peut être s'agit-il du colmatage d'une surface «ferme» (firm ground);
- b) bancs très dissociés, démantelés, sculptés sur les deux faces, disparaissant latéralement dans des marnes à grumeaux résiduels;
- c) marnes à grumeaux dispersés (remaniés);
- d) marnes sans grumeaux;
- e) à leur sommet, les marnes peuvent présenter des passées de grumeaux dispersés témoignant du fait que la nodularisation se poursuit à proximité.

B — LA REPARTITION REGIONALE

São Pedro de Muel occupe une position axiale dans le bassin étudié. On y observe les épaisseurs maximales (70 m); la nodularisation est très marquée sur 34 m mais son évo-

lution montre quelques décalages par rapport à celle de *Brenha*: elle débute de façon timide dans la zone à *Jamesoni*; les niveaux les plus marqués sont situés dans les horizons à *Renzi* et à *Beirense* et le démantèlement sur place prédomine. Enfin, le phénomène semble durer plus longtemps dans le sous-zone à *Luridum* pour se terminer à la limite des horizons à *Praeincertum* et à *Crassum* (MOUTERDE, 1967; DOMMERGUES, 1984).

Peniche, près de la bordure méridionale du bassin, semble occuper une position symétrique de celle de *Brenha* et l'évolution est semblable dans ses grandes lignes: début timide dans la zone à *Jamesoni* suivi par deux paroxysmes, l'un au sommet de l'horizon à *Dayiceroïdes* et dans celui à *Renzi* (13 à 24); l'autre s'étend de la base de l'horizon à *Beirense* jusqu'au sommet de l'horizon à *Rotundum* (DOMMERGUES, 1984). Ces épisodes sont donc contemporains de ceux de *Brenha*, les incertitudes de corrélations étant en fait légères dans une série dont la biostratigraphie est extrêmement détaillée (PHELPS, 1985). Remarquons aussi que, comme à *Brenha*, il n'y a pas de discontinuité importante à la limite Sinémurien — Carixien. Dans tout le domaine de bassin, le principal enfouissement a lieu pendant le Sinémurien supérieur (Lotharingien).

Il n'en est pas de même immédiatement à l'ESE de *Peniche*. A *Serra d'El-Rei*, distant de 13 km, le Carixien est d'épaisseur réduite, bien que l'intensité de la tectonique récente empêche les évaluations exactes (20-25 m); il repose sur des faciès carbonatés, à rares ammonites du Lotharingien. Ici, la dislocation de la plate-forme est postérieure à ce que l'on observe dans le bassin. En outre, les assises grumeleuses du Carixien sont un peu plus diversifiées (pl. 2, fig. 3). Le microfaciès est un peu plus diversifié: micrites à bioclastes dans lesquels on trouve les éléments habituels (spicules de spongiaires) associés à des débris plus variés: ostracodes, minuscules fragments d'échinodermes, tests de bivalves et de gastéropodes, foraminifères benthiques. Ces éléments bioclastiques sont très probablement remaniés mais ils indiquent une plus grande proximité de la plate-forme néritique. Des alignements de peloides peuvent former des lamines millimétriques indiquant une influence plus forte des courants. Enfin, la nodularisation est moins intense. Les bancs calcaires sont largement affectés par la bioturbation que ce soit dans leur masse ou à leur surface mais il n'y a presque pas individualisation de grumeaux ou de tubéroïdes.

Cet ensemble de caractères semble indiquer que *Serra d'El-Rei* occupait alors une position plus marginale et plus proximale, probablement près de la charnière entre plate-forme et bassin.

C — LES PASSAGES LATERAUX

Malgré l'abondance des micrites à spicules, aucun bioherme à spongiaires n'est connu dans le Carixien au Nord du Tage. A la limite plate-forme-bassin, l'instabilité du fond est trop grande pour que les micro-organismes puissent consolider des constructions qui sont alors facilement démantelées. Le matériel sera remanié sous forme de spicules dispersés ou d'intraclastes.

Dans certains cas, la pente bordant le bassin peut montrer des accumulations particulières sous forme de coupes que l'on peut rapporter aux «mud mounds» (DROMART et ELMI, 1986).

Un tel exemple a été observé à *Alcabideque* (12 km au Sud de Coimbra) à l'extrémité ENE du bassin. Ces alternances

marnes-calcaires de la zone à Ibex se terminent par un banc calcaire décimétrique qui porte des coupoles de diamètre métrique et hautes de 0,30 m. A la base, elles renferment des nautilus ou des ammonioïdes de grande taille (20 cm) dont les loges sont remplies d'ammonites ou de bélemnites. Les moules sont revêtus par des bivalves. Les pectinidés, *Entolium hebli* (D'ORB.), sont nombreux en surface. Les passées plus stratiformes montrent des accumulations de bélemnites, rassemblées par des courants. Enfin, quelques brachiopodes sont installés sur ces édifices qui contiennent aussi des fragments de bois flottés. L'environnement permettait donc une vie diversifiée où les influences néritiques étaient sensibles.

Ces coupoles sont assimilables à des *mud mounds*; leur accumulation a commencé grâce à l'existence sur le fond de gros moules de céphalopodes qui assuraient une protection contre les courants, responsables — par ailleurs — de la distribution des bélemnites et du lessivage des boues sédimentaires. Ensuite, les coupoles ont été colonisées par des organismes benthiques qui les ont stabilisées.

Cet ensemble de caractères correspond bien à un environnement *haut de pente* à la charnière avec la plate-forme.

Les faciès développés sur cette dernière affleurent à quelques km au Nord de Tomar (Pedreira, Ovelheiras). Il s'agit de marnes à rares ammonioïdes. Localement elles contiennent des concrétions boursoufflées coalescentes, d'origine diagénétique et qu'il faut bien distinguer des grumeaux. La plate-forme devait présenter l'allure d'une vasière communiquant difficilement avec de large.

CONCLUSIONS

Le Carixien portugais offre un exemple de différenciation initiale d'un bassin lors de la période précédant la véritable ouverture océanique de l'Atlantique central. Lors de l'en-

foncement initial, la plate-forme se disloque de façon hétérochrone. Il en résulte une structuration en une mosaïque changeante, faite d'ombilics qui se diversifient eux-mêmes tant que l'enfoncement se poursuit. Les différenciations paléogéographiques, probablement d'origine tectonique, vont se traduire par une nette opposition entre des charnières où se déposent des micrites à spongiaires et même des «mud-mounds» et des zones plus profondes constituant des pièges à sédiments argileux où pourront ainsi s'accumuler des lithoclastes (tubéroïdes et autres) résultant du démantèlement de bancs rapidement compactés et même indurés.

Au plan dynamique, on retrouve un modèle théorique qui a été décrit au début de l'individualisation de nombreux bassins dépendant de la Téthys lors de leur enfoncement initial selon un modèle récemment résumé par J. A. VERA (1984, p. 31, fig. 2C et fig. 4, p. 43). Les faciès grumeleux et les ammonitico-rosso accompagnent souvent ces phases préliminaires. Leur cortège et leur enchaînements tant horizontaux que verticaux peuvent être considérés comme des «marqueurs géodynamiques».

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet n° 10 CNRS (France) — INIC (Portugal). Il associe l'équipe «Géodynamique du Mésozoïque» (Université Claude Bernard de Lyon), le «Centre International d'Études du Lias» (Facultés Catholiques de Lyon) et le «Centro de Estratigrafia e Paleobiologia» de l'Université Nouvelle de Lisbonne. Nous tenons à remercier le Professeur A. F. SOARES (Coimbra) ainsi que Madame C. RUGET (Lyon) pour leur collaboration et leurs suggestions. M. G. DROMART (Lyon) nous a fait bénéficier de sa connaissance des faciès grumeleux de l'Atlantique et de la Téthys.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALMÉRAS, Y. et ELMI, S. (1984) — «Fluctuations des peuplements d'ammonites et de brachiopodes en liaison avec les variations bathymétriques pendant le Jurassique inférieur et moyen en Méditerranée occidentale» in *Shallow Tethys Intern. Symp.*, Padova, 1982. *Boll. Soc. Pal. italiana*, Modena, vol. 21, n° 2-3, 19 p., fig. 1-4, pl. 1-3.
- ANTUNES, M. T.; FERREIRA, M. P.; ROCHA, R. B.; SOARES, A. F. et ZBYSZEWSKI, G. (1979) — «Le cycle alpin». In *Introduction à la géologie générale du Portugal. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, hors série, pp. 45-91, fig. 3-14 à 3-40.
- BENHAMOU, M. (1983) — «Stratigraphie et milieux de dépôt du Jurassique inférieur et moyen des Beni-Ouarsous et des Beni-Khallad (Massif des Traras, Oranie W)». *Thèse 3ème cycle*, Oran, 168 p., 56 fig., pl. I-VIII.
- CLARI, P. A.; MARINI, P.; PASTORINI, M. et PAVIA, G. (1984) — «Il Rosso Ammonitico Inferiore (Baiociano-Calloviano) nei Monti Lessini settentrionali (Verona)». *Riv. It. Paleont. Strat.*, Milano, vol. 90, n° 1, pp. 15-86, 26 text.-fig., pl. 3-5.
- DELGADO, F.; LINARES, A.; SANDOVAL, J. et VERA, J. A. (1981) — «Contribution à l'étude de l'Ammonitico Rosso du Dogger dans la zone subbétique». In A. FARINACCI & S. ELMI, Rosso Ammonitico Symp. Proc., *Ed. Tecnoscienza*, Roma, pp. 181-197, 5 fig.
- DOMMERGUES, J. L. (1984) — «L'évolution des *Ammonitina* au Lias moyen (Carixien, Domérien basal) en Europe occidentale». *Thèse Univ. Claude Bernard*, Lyon, 1 vol. texte, 303 p.; 1 vol. illustrations, 86 fig., 4 tabl., 12 pl. (publié en 1987 in *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n° 98).
- DOMMERGUES, J. L.; ELMI, S.; MOUTERDE, R. et ROCHA, R. B. (1980) — «Lumpy limestones of the portuguese Carixian». *Rosso Ammonitico Symposium, Abstracts*, Roma, 1 p.
- DOMMERGUES, J. L.; ELMI, S.; MOUTERDE, R. et ROCHA, R. B. (1981) — «Calcaire grumeleux du Carixien portugais». In A. FARINACCI & S. ELMI, Rosso Ammonitico Symp. Proc., *Ed. Tecnoscienza*, Roma, pp. 199-206, 2 fig., 1 pl.
- DROMART, G. (1986) — «Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires des marges jurassiques de la Téthys nord-occidentale et de l'Atlantique Central: genèse, paléoenvironnements et géodynamique associée». *Thèse Dipl. Doctorat, Univ. Claude Bernard*, Lyon, 154 p., fig. A-G et 1-82, 2 vol.
- DROMART, G. et ELMI, S. (1986) — «Développement de structures cryptalgaires en domaine pélagique au cours de l'ouverture des bassins jurassiques (Atlantique Central, Téthys occidentale)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, sér. II, t. 303, pp. 311-316, 1 pl.
- ELMI, S. et AMEUR, M. (1987) — «Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens». *Geol. Romana*, Roma, vol. XXIII, pp. 13-22, 11 fig.

- FARINACCI, A.; MARIOTTI, N.; NICOSIA, U.; PALLINI, G. et SCHIAVINOTTO, F. (1981) — «Jurassic sediments in the Umbro-Marchean Apennines: an alternative model». In A. FARINACCI & S. ELMi, Rosso Ammonitico Symp. Proc., Ed. Tecnoscienza, Roma, pp. 335-398, 10 fig.
- GAILLARD, C. (1983) — «Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional». *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 90, 429 p., 187 text.-fig., 41 pl.
- GUÉRY, F. (1985) — «Evolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estremadura, secteur de Caldas da Rainha — Montejunto)». *Thèse Dipl. Doctorat, Univ. Claude Bernard, Lyon*, 477 p., 164 text.-fig.
- GUÉRY, F.; MONTENAT, C. et VACHARD, D. (1986) — «Evolution tectono-sédimentaire du bassin portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estremadura)». *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau*, vol. 10, n° 1, pp. 83-94, 6 fig.
- JANSA, L. F. (Coordonnateur) et al. (1984) — «Mesozoic carbonate deposition on the outer continental margin off Morocco». In K. HINZ et E. C. WINTERER, *Init. Rep. D.S.D.P.*, Washington, vol. 79, pp. 857-891.
- JANSA, L. F. et WADE, J. A. (1975) — «Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland». In W. J. VAN DES LINDEN & J. A. WADE (éd.): *Offshore Geology of Canada, 2, Regional geology. Geol. Surv. Canada*, Dartmouth, pp. 51-106.
- LOGAN, B. W.; REZAK, R. et GINSBURG, R. N. (1964) — «Classification and environmental significance of algae stromatolites». *Journ. Geol.*, Chicago, vol. 72, n° 1, pp. 68-83, 5 fig., 4 pl.
- MASSARI, F. (1979) — «Oncoliti e stromatoliti pelagiche nel Rosso Ammonitico veneto». *Mem. Sci. Geol.*, Padova, vol. XXXII, 21 p., 6 fig., 3 pl.
- (1981) — «Cryptalgal fabrics in the Rosso Ammonitico sequences of the Venetian Alps». In A. FARINACCI & S. ELMi, Rosso ammonitico Symp. Proc. Ed. Tecnoscienza, Roma, pp. 435-469, 16 fig.
- (1983) — «Oncoids and stromatolithes in the Rosso Ammonitico sequences (Middle-Upper Jurassic) of the Venetian Alps, Italy». In T. M. PERYT (éd.), *Coated Grains, Springer-Verlag éd.*, Berlin, pp. 358-366.
- MONTY, C. L. V. (1977) — «Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites». In E. FLUGEL (éd.), *Fossil Algae: Recent Results and Developpment, Springer-Verlag éd.*, Berlin, pp. 15-35.
- MOUTERDE, R.; ROCHA, R. B. et RUGET, Ch. (1980) — «Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios et Brenha) (parties 2 à 4)». *Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, t. 66, pp. 79-97, 1 fig.
- (1981) — «Le Jurassique au Nord du Tage. Stratigraphie et paléobiogéographie.» Excursion annuelle Groupe français d'étude du Jurassique. *Centro Estratigr. Paleobiol., Univ. Nova Lisboa*, 20 p., 28 fig.
- MOUTERDE, R.; ROCHA, R. B.; RUGET, Ch. et TINTANT, H. (1979) — «Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais». *Ciências da Terra (UNL), Lisboa*, n° 5, pp. 29-52, 20 fig.
- MOUTERDE, R. et RUGET, C. (1975) — «Esquisse de la paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen au Portugal». *Bull. Soc. Géol. France, Paris, sér. 7*, t. XVII, n° 5, p. 779-786, 7 text.-fig.
- OUAHABI, B. (1986) — «Le Lias moyen et supérieur des Beni Znassen orientaux et des Zekkara (Maroc nord-oriental). Biostratigraphie. Paléontologie des *Hildoceras*». *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon*, 182 p., 27 fig., 10 tabl., 12 pl., 2 vol.
- PHELPS, M. (1985) — «A refined ammonite biostratigraphy for the Middle and Upper Carixian (Ibex and Davoei zones, Lower Jurassic) in North-West Europe and stratigraphical details of the Carixian-Domerian boundary». *Geobios, Lyon*, n° 18, fasc. 3, pp. 321-362, 10 text.-fig., 2 pl.
- STURANI, C. (1971) — «Ammonites and stratigraphy of the «*Posidonia alpina*» beds of the Venetian Alps». *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, vol. XXVIII, 190 p., 46 fig., XVI pl.
- VERA, J. A. (1984) — «Aspetos sedimentologicos en la evolucion de los dominios alpinos mediterraneos durante el Mesozoico». *Libro homenaje Luis Sanchez de la Torre, Publ. geol., Granada*, n° 20, pp. 25-54, 4 fig.

DOCUMENTAÇÃO FOTOGRAFICA

PLANCHE 1
Faciès grumeleux du Portugal
Microfaciès

Fig. 1 — Alternance de marnes et de calcaires grumeleux arrangés en séquences grumeleuses (cf. fig. 5 B).
Epaisseur du banc 152: 0,15-0,18 m.

Brenha (coupe du talus de la route d'Aveiro à Figueira da Foz). Formation des Marnes de Eiras,
Niveaux 152-154, 3^{ème} passée grumeleuse; sous-zone et horizon à Renzi.

Fig. 2 — Même coupe. Epaisseur du banc 144: 0,11-0,15 m. Niveaux 144 à 148, 3^{ème} passée grumeleuse;
Formation des Marnes de Eiras, sous-zone à Renzi.; horizon à Dayiceroides.

Légende des figures 1 et 2: *a* — surfaces sculptées sur des calcaires grumeleux; *b* — grumeaux
résiduels centimétriques, alignés; *c* — calcaires grumeleux à intraclastes en niveaux discontinus;
d — schistes bitumineux; *e* — calcaires à terriers; *f* — accumulation de grumeaux.

Fig. 3 — Micrite à grumeaux correspondant à des oncolithes développés à partir d'intraclastes à spicules de
spongiaires (*a*). L'encroûtement est visible (*b*). Figures de striction (*c*) et de compaction (*d*). Dans les
grumeaux: quelques filaments et spicules (ou radiolaires). Dans la matrice: très rares spicules. $\times 7$.

Peniche (Portinho da Areia do Norte); Formation des Marnes de Eiras, sous-zone à Beirense
(n° 38-39). Echantillon n° 85P219.

Fig. 4 — Pour comparaison: faciès des coupoles à spicules de spongiaires. Micrite sombre à spongiaires (*a*) avec
spicules encore en connection remplissant des cavités développées dans une micrite plus claire
de texture variable: micrite (*b*) à spicules et fragments de bivalves à biomicrite (*c*), à bivalves
et à entroques brisés. $\times 4$.

São Gião près de Cantanhede: Formation des Marnes et Marno-calcaires de Adémia, Toarcien,
passage zone à Gradatum — zone à Echantillon n° SG221b.

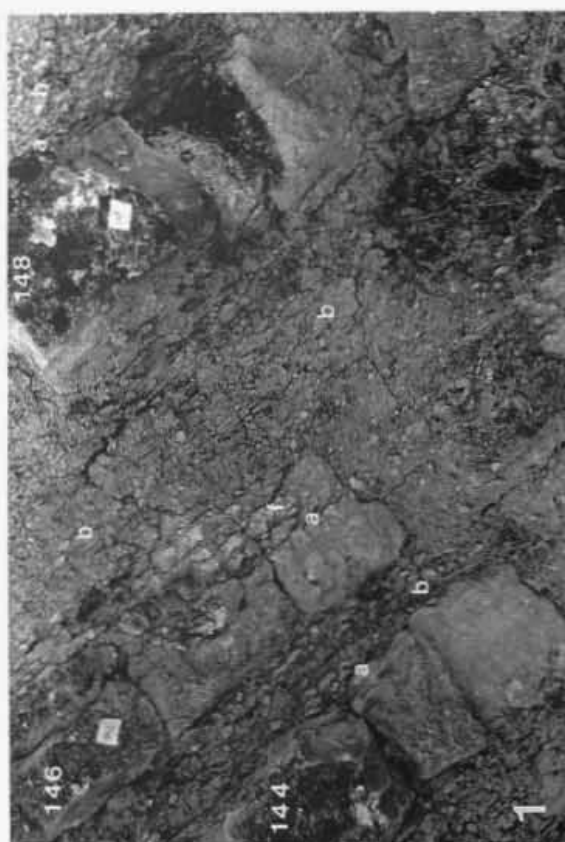
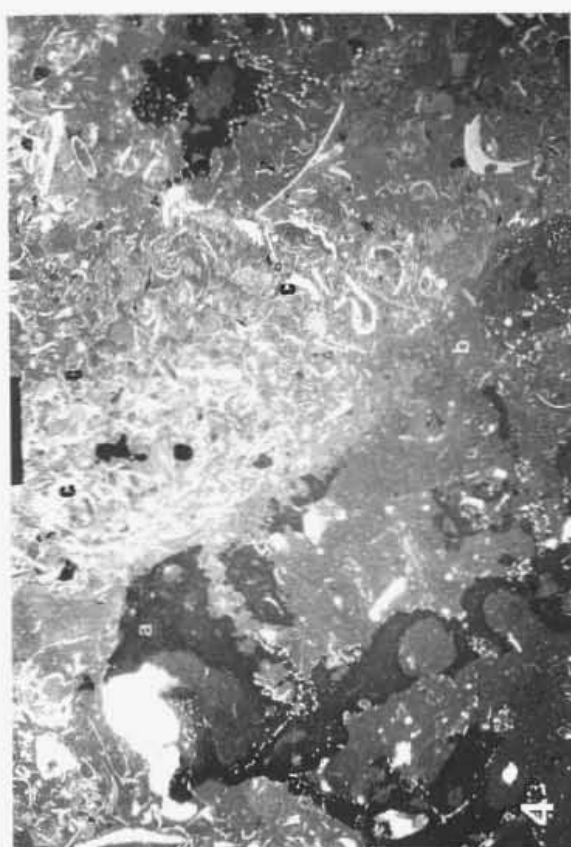
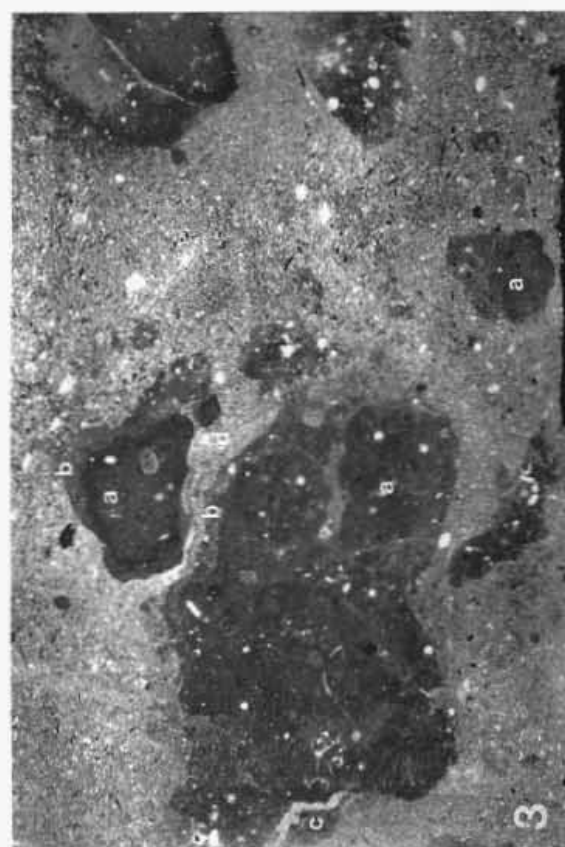


PLANCHE 2

Calcaires grumeleux du Carixien portugais (Formation des Marnes de Eiras)

Fig. 1 et 5 — Surface sculptée (a) et grumeaux à revêtement cryptalgair (b). Bioturbations (c). Les grumeaux peuvent être de véritables oncolithes dont l'encroûtement (d) est bien développé (cf. pl. 4, fig. 3). $\times 1$.

Peniche (Coupe de Portinho da Areia do Norte). Niveau 192, sommet de la lère passée grumeleuse; zone à Jamesoni. Echantillon n° 81 PEN 192.

Fig. 2 — Surface sculptée (a) et grumeaux à revêtement cryptalgair (b). Ces derniers sont plus abondants au sommet et contribuent à donner un aspect sculpté et irrégulier à la surface supérieure. $\times 1$.

Brenha. Niveau 152, 3^{ème} passée grumeleuse; sous-zone et horizon à Renzi. Echantillon n° 85P230.

Fig. 3 — Calcaire pseudogrumeleux à terriers de couleur plus sombre (a). La surface supérieure (b) est légèrement irrégulière par suite de la bioturbation. $\times 1$.

Serra d'El-Rei. Carixien inférieur. Echantillon n° 85P267.

Fig. 4 — Calcaire grumeleux à surface très irrégulière, d'allure sculptée (a). En fait, les irrégularités sont ici dues à l'accumulation de grumeaux formés par des intraclastes (b) réunis par des tapis cryptalgaires (c) plus ou moins continus.

São Pedro de Muel. Coupe de Água de Madeiros. Sous-zone et horizon à Renzi. Niveau 184 ou 185. Echantillon n° 85P260 (cf. pl. 3, fig. 4; pl. 4, fig. 2).

Fig. 6 — Calcaire grumeleux affecté par de nombreuses bioturbations de type *Chondrites* (a). Les grumeaux (b) sont des intraclastes aux contours irréguliers; ils supportent des films cryptalgaires plus ou moins nets (c). $\times 1$.

Brenha. Niveau 126; 2^{ème} passée grumeleuse; sous-zone à Jamesoni. Echantillon n° 85P225 (cf. pl. 3, fig. 3).

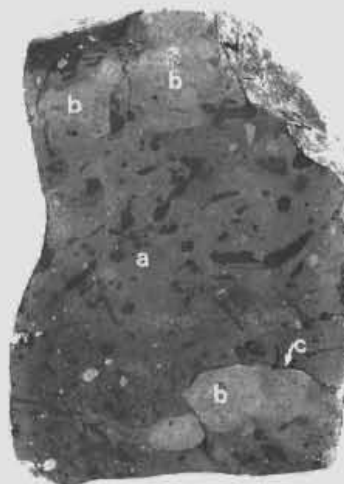
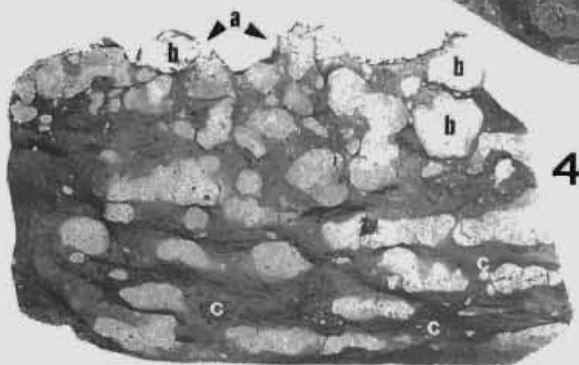
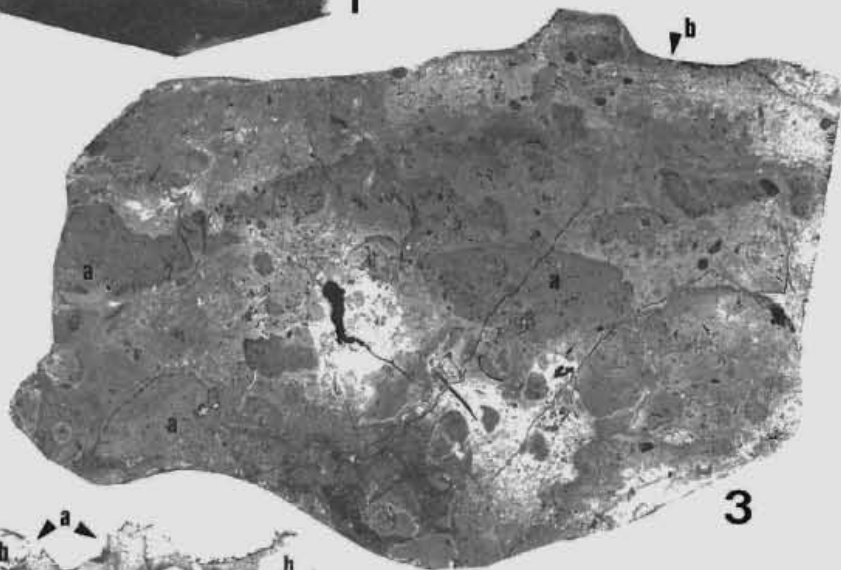
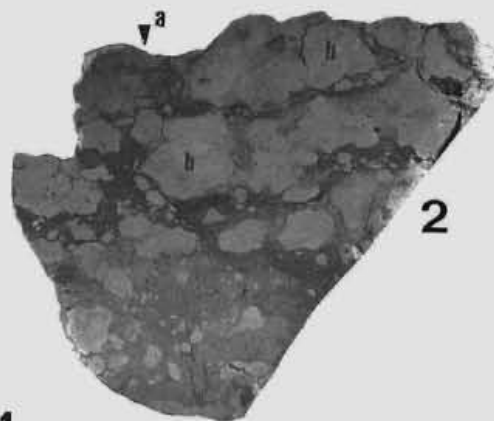


PLANCHE 3

Facès grumeleux du Carixien portugais (Formation des Marnes de Eiras)

Fig. 1 et 2 — Surface polie au travers d'un banc hétérogène de calcaire grumeleux. Les grumeaux sont des fragments résiduels résultant du démantèlement par bioturbation de minces bancs (*a*), ce qui génère des intraclastes de taille très variable (*b*) formés d'intramicro à spicules. Ces intraclastes peuvent servir de support à des encroûtements cryptalgaires (*c*); il en résulte, le plus souvent, des structures de type «hémioncolithes» (*d*). La bioturbation (*e*) est intense et variée. Les *Chondrites* (*f*) affectent la matrice aussi bien que les tapis cryptalgaires. Les surfaces sont très irrégulières (sculptures dues à la bioturbation, exagérées par les encroûtements). $\times 1$.

Brenha. Equivalent latéral du niveau 152, 3^{ème} passée marneuse; sous-zone et horizon à Renzi. Echantillon 85P-BREN. (cf. texte — fig. 4).

Fig. 3 — Calcaire grumeleux à nombreux intraclastes de taille variée (*a*), souvent encroûtés et pouvant même servir de support à des colonnettes stromatolithiques (*b*). Les *Chondrites* (*c*) sont abondants. Les encroûtements (*d*) se présentent avec une couleur beige-pâle et sont assez peu discernables sur la photographie. $\times 1$.

Brenha; niveau 126. Echantillon n° 85P225 (cf. pl. 2, fig. 6).

Fig. 4 — Calcaire grumeleux à surface très irrégulière, d'allure sculptée. a = tapis cryptalgair. Voir la légende de la fig. 4, pl. 2. $\times 1$.

São Pedro de Muel. Niveau 184-185. Echantillon n° 85P260 (cf. pl. 2, fig. 4 et pl. 4, fig. 2).

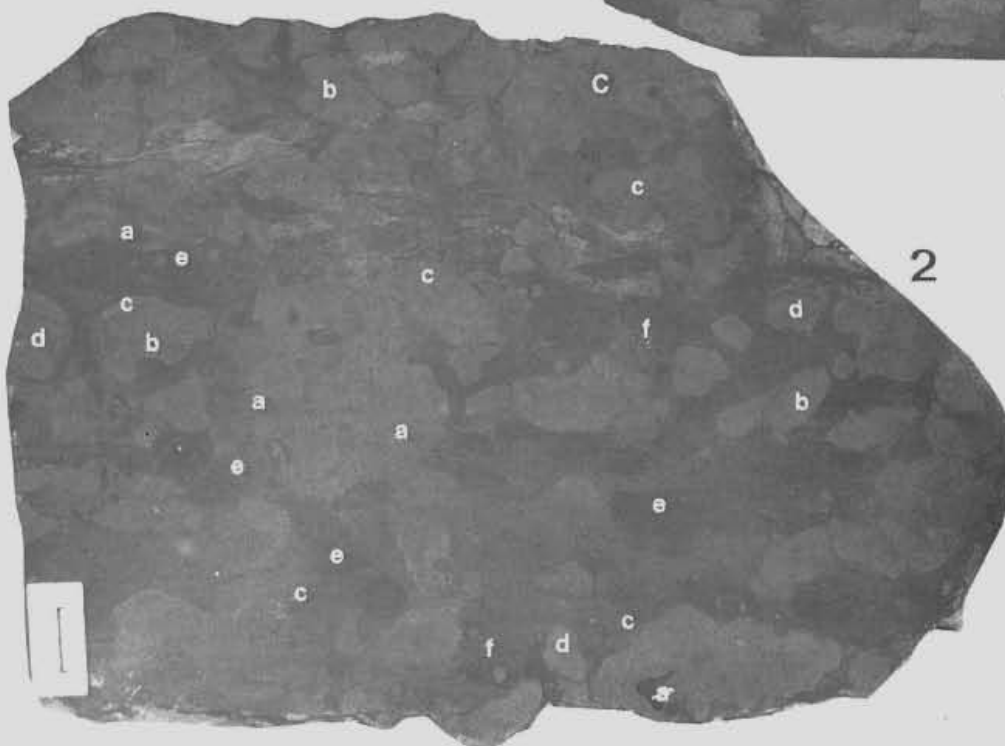
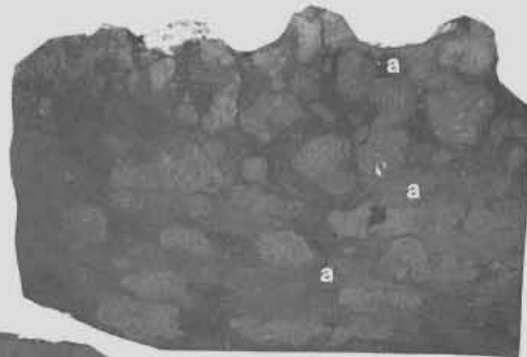
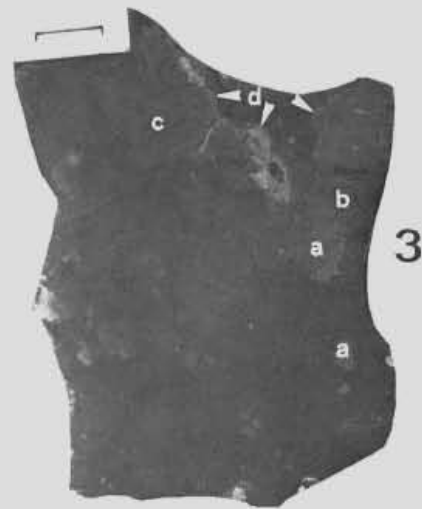
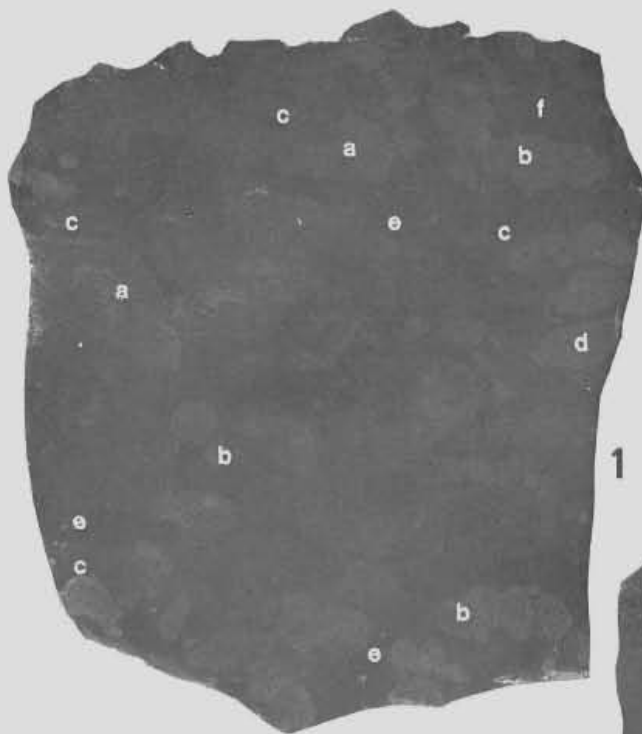


PLANCHE 4

Faciès grumeleux du Carixien portugais (Formation des Marnes de Eiras) Microfaciès

Fig. 1 — Intramicrite à bioclastes. $\times 11$.

a — matrice; micrite contenant de rares spicules, de minuscules filaments, des ostracodes et des radiolaires calcitisés; *b* — terriers; *c* — grumeaux résiduels formés de micrite à spongiaires, rares bivalves et gastéropodes à test mince; ces grumeaux sont des éléments résiduels n'ayant pas subi de transport notable; *d* — fissures dues à la compaction différentielle; *e* — possible voile cryptalgare.

Brenha. Niveau 128, 2^{ème} passée marneuse; sous-zone à Jamesoni. Echantillon n° 85P226.

Fig. 2 — Intramicrite à bioclastes. $\times 5$.

a — matrice; micrite claire contenant de rares spicules et ostracodes; silt quartzeux; *b* — grumeau anguleux de micrite sombre; il est affecté par des fentes dues à la striction (*c*); *d* — grumeaux plus arrondis, de taille variée; la bioturbation initiale par des terriers de type *Cbondrites* est nette (*e*); ces grumeaux résiduels n'ont probablement subi qu'un transport faible ou nul. Ils contiennent un peu plus de spicules de spongiaires et d'ostracodes que la matrice; certaines sections circulaires correspondent peut-être à des radiolaires.

São Pedro de Muel. Niveaux 184-185. Echantillon n° 85P260 (cf. pl. 2, fig. 4 et pl. 3, fig. 4).

Fig. 3 — Micrite à oncolithes cryptalgaires centimétriques.

Le nucléus des oncolithes est constitué par une micrite à fragments de bivalves (*a*) et à spicules de spongiaires (*b*). Le liant est formé d'une micrite très semblable à celle de la matrice des faciès grumeleux normaux (*c*). On note l'existence de quelques remplissages géopètes (*d*). $\times 5$.

Peniche. Niveau 192. Echantillon 81PEN192 (cf. pl. 2, fig. 1 et 5).

Fig. 4 — Intramicrite. $\times 9$.

Les grumeaux se présentent comme des intraclastes sombres de dimensions très variables (*a*), riches en spicules de spongiaires. Ils peuvent être composites et englober des intraclastes plus sombres (*b*) entourés d'une pellicule peut-être cryptalgare (*c*). Enfin, la bioturbation a affecté largement les intraclastes avant leur résédimentation (*d*).

Brenha. Equivalant latéral du niveau 152. Echantillon 85P-BREN (cf. pl. 3, fig. 1-2).

N. B. — Les flèches noires indiquent le haut.

